

Processos metamòrfics d'alta T en metapelites de baixa P en el complex HT-LP d'Osor. Trajectòria progradant PT, flux de fluid progradant, metasomatisme i fusió hidratada dels gneisos pelítics amb g-bi -sil -cd-pl (Massís de Guillerics, CCR, NE Iberia).

Gisela Leoz Munté

Treball de final de Grau
Curs 2013-2014

Tutor: Joan Reche Estrada

Índex

0. Abstract	1
1. Introducció	2
2. Situació geològica i geogràfica	3
2.1 Les metapelites de baixa T del complex d'Osor	4
3. Descripció de làmines primes: Petrografia i microestructura	4
3.1. Bandes semipelítiques gneisiques riques en Q amb biotita (QSP)	4
3.2. Bandes pelítiques esquistoses riques en Mica i empobrides en Q (KP)	8
3.3 Inclusions de fosa en granats	8
4. Química mineral	10
4.1 Granat	10
4.2 Biotita	12
4.3 Plagiòclasi	12
5. Química de les roques del complex d'Osor	12
6. Model químic d'equilibri	16
7. Discussió i conclusió	18
8. Agraïments	18
9. Referències	19
Annex	21

Processos metamòrfics d'alta T en metapelites de baixa P en el complex HT-LP d'Osor. Trajectòria progradant PT, flux de fluid progradant, metasomatisme i fusió hidratada dels gneisos pelítics amb g-bi -sil -cd-pl (Massís de Guillerries, CCR, NE Iberia).

Gisela Leoz Munté

Universitat Autònoma de Barcelona, Bellaterra, Spain (gisela.leoz@campus.uab.cat)

Abstract

Els polsos termals de ràpid ascens relacionats amb un metamorfisme HT-LP podrien implicar el sobrepass de reaccions de deshidratació, que es donessin taxes de producció de fluid més altes de l'usual, ràpids increments en la Pfluid i situacions que afectessin aquesta, com que la pressió litostàtica superés localment els esforços de tracció. Aquest ambient seria favorable per a l'aparició d'hydrofracturació transitòria i per al flux de fluids fins i tot si l'esdeveniment HT-LP es dona dominantment en nivells dúctils de l'escorça. En zones més internes on les temperatures són suficientment altes, processos com la fusió hidratada i la migració de fosa es veurien afavorits. Tal moviment de fluids i fosa tendiria a sostenir-se si durant l'escalfament fossin actius esforços no hidrostàtics, i es veuria afavorit en camps d'alts esforços com en zones de cisalla d'alta temperatura o recurrent plants de foliació. En aquest escenari, els processos de metasomatisme local i els fenomen de transferència de massa s'esperaria que tinguessin lloc al llarg de zones d'alts esforços i fossin distribuïts al llarg d'anisotropies tectòniques. Una sèrie de característiques trobades en els gneisos metapelítics d'alt grau amb l'associació g - bi - sil ± cd ± pl ± q ± Opacs del complex d'Osor (Massís de les Guillerries), serien testimonis d'aquests processos que passarien en seccions de l'escorça inferior, en la zona de transició amfibolita-granulita durant la fase progradant HT-LP de l'anomalia tèrmica relacionada amb l'Orogènia Varisca. Aquestes s'identifiquen mitjançant una D2 sincrònica a la injecció de venes leucocràtiques (leucotonalites, trondhjemites i leucogranits) i subparalel·les a la foliació dominant S2, plans de foliació enriquits en fibrolita o desenvolupament de granats progradants sub-idiomòrfics en les zones properes als canals de migració de fluid (venes de quars) o a probables lentícules de fosa.

Fast thermal pulses related to HT-LP metamorphism may imply dehydration reaction overstepping, higher than normal fluid production rates, quick local increases in Pfluid and common situations of Pfluid » Plitostatic surpassing locally the tensile stresses. This ambient would be favorable to transient hydrofracturing and fluid flow even if the ongoing HT-LP event develops on dominantly ductile crustal levels. In inner zones where T's are high enough, hydration melting and melt migration would be favored as well. Such movement of fluids and melts would tend to be sustained if non-hydrostatic stresses are active during heating, and would be favored in high strain domains such high-T shear zones or along foliation planes. In such scenario, local metasomatic processes and mass-transfer phenomena are expected to occur along the high strain zones and distributed along tectonic anisotropies. A variety of features found in high T Garnet - biotite - sillimanite ± cordierite ± plagioclase ± quartz ± opaque minerals metapelitic gneisses from the Osor Complex (Guillerries massif, CCR), testify from this kind of processes operating in the lower crustal section, amphibolite to granulite transition zone

during the prograde Variscan HT-LP thermal pulse. Such features include: syn-D2 quartz veining leucogranitoid (leucotonalite, trondhjemitic) lenses sub parallel to S2 dominant foliation, fibrolite-rich foliation planes, prograde sub-idiomorphic garnet developing preferentially near fluid migration channels (quartz veins) or melt lense

Los pulsos termales de rápido ascenso relacionados con un metamorfismo HT-LP podrían implicar que se sobrepasaran reacciones de deshidratación, que se obtuvieran tasas de producción de fluido mayores a las usuales, rápidos ascensos en la Pfluido, i situaciones que afectaran a ésta, como que la presión litostática pudiera superar localmente los esfuerzos de tracción. Éste ambiente sería favorable para la aparición de hidrofracturación transitoria y para el flujo de fluidos incluso si el evento HT-LP se diera predominantemente en niveles dúctiles de la corteza. En zonas más internas donde las temperaturas son suficientemente altas, procesos como la fusión hidratada y la migración de fundido se verían favorecidos. Tal movimiento de fluidos y fundido tendería a sostenerse si durante el calentamiento estuvieran activos esfuerzos no hidrostáticos, y se verían favorecidos en campos de altos esfuerzos como en zonas de cizalla de alta temperatura o recorriendo planos de foliación. En este escenario, los procesos de metasomatismo local y el fenómeno de transferencia de masa se esperaría que se dieran a lo largo de zonas de alto esfuerzo y que se distribuyeran a o largo de anisotropías tectónicas. Una serie de características encontradas en los gneises metapelíticos de alto grado con la asociación $g - bi - sil \pm cd \pm pl \pm q \pm opacos$ del complejo de Osor (Macizo de las Guilleras) serían testimonio de estos procesos que se darían en secciones de la corteza inferior, en la zona de transición amfibolita- granulita durante la fase progradante HT-LP de la anomalía térmica relacionada con la Orogenia Varisca. Éstas se identifican mediante una D2 sincrónica a la intrusión de venas leucocráticas (leucotonalitas, trondhjemitas y leucogranitos) y subparalelas a la foliación dominante S2, planos de foliación enriquecidos en fibrolita o desarrollo de granates progradantes sub-idiomórficos en las zonas cercanas a los canales de migración de fluido (venas de cuarzo) o a lenticulas de fundido.

1. Introducció

Els processos metamòrfics que han patit les roques del complex d'Osor abracen un alt rang de temperatures i pressions. Aquest metamorfisme, probablement relacionat amb el ràpid ascens de magma donat durant el període Varisc, podria haver contingut una fases d'evolució metasomàtica (amb canvi de la composició original dels materials de la sèrie paleozoica metapelítica). També és probable que s'hagi arribat a condicions suprasòlides tot i que els indicis no són evidents. Mitjançant l'estudi de les roques metapelítiques del complex d'Osor es va deduir que aquest procés va tenir lloc a una pressió estimada de 5Kbar i una temperatura

de $660^{\circ}\text{C} \pm 40^{\circ}\text{C}$ (Reche & Martínez 2002). Certes característiques observades en els granats de les bandes gneisiques semipelítiques QSP indiquen que podria haver tingut lloc una fusió a major temperatura i pressió de la proposada pels autors citats, el que modificaria la trajectòria que el metamorfisme hauria seguit. Un bon registre d'aquest processos són els granats, les injeccions venoses leucocràtiques que es troben intercalades en les bandes de les metapelites, la relació amb la deformació present en les roques, i els reemplaçaments minerals que hi tenen lloc. La possible presència de petits cossos de composició tonalítico-trondhjemitica seria també un testimoni de que va tenir lloc una fusió hidratada durant el metamorfisme

2. Situació geològica i geogràfica

El massís de les Guilleries s'ubica a l'extrem nord-est de la Serralada pre-litoral Catalana al NE de la Península Ibèrica (Fig.1). El registre estratigràfic Paleozoic del massís abasta des del Cambrià fins al Devonian (Julivert & Duran, 1990). La seqüència metamòrfica inferior de mig a alt grau infra-Caradocciana es pot subdividir en el complex d' Osor d'alt grau, i en el complex de mig a baix grau de Susqueda. La seqüència mostra fortes similituds amb les roques del sòcol Pirinenc Cambro- Ordovicià. Per sobre hi ha la formació pelítica amb intercalacions de tipus volcanosedimentari de molt baix grau del Caradoc de St. Martí Sacalm. Les zones de la Clorita i la Biotita contenen roques que mostren una foliació subhoritzontal característica (S1), amb un comportament que es modifica i està dividit en sectors per un últim plegament en chevron amb

del Silurià i la formació devònica de St. Martí de Llèmana. Tota la seqüència Paleozoica mostra un camp de gradient metamòrfic de camp generat durant un esdeveniment de tipus alta temperatura-baixa pressió (HT-LP) al Carbonífer (Sebastian et al. 1990), així com traces de la deformació principal polifàsica compressional Varisca. La zona de la clorita es troba en els afloraments silúrics i devònics del nord del massís. La zona de la biotita es troba als nivells pelitics interestratificats amb els nivells volcanoclàstics de la formació St. Martí Sacalm. Les zones de la Clorita i la Biotita contenen roques que mostren una foliació subhoritzontal característica (S1), amb un comportament que es modifica i està dividit en sectors per un últim plegament en chevron amb

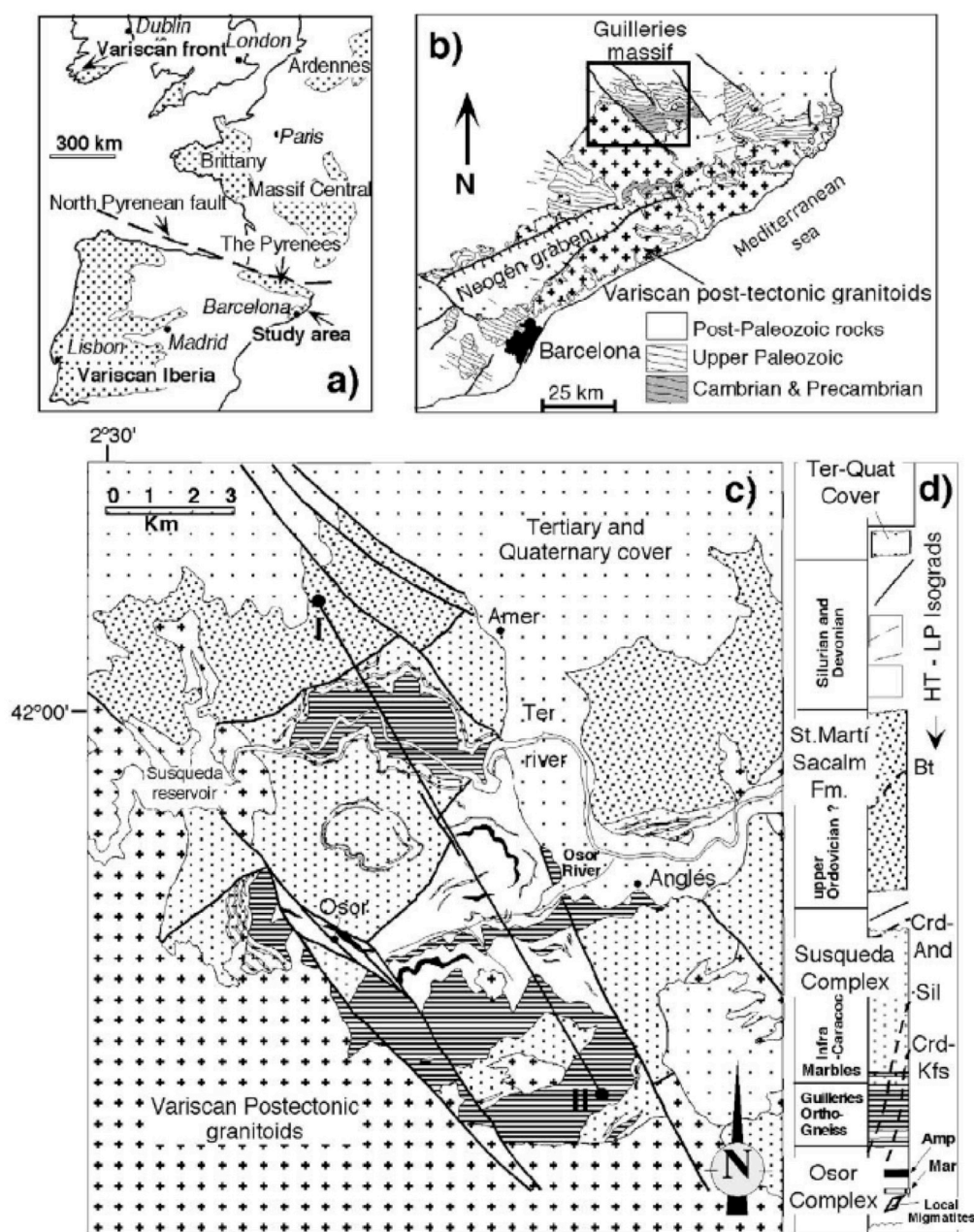


Fig.1. Context geològic del massís de les Guilleries (Serralada pre-litoral Catalana, NE Península Ibèrica) (Reche 2000). (a) Massissos Variscs del SW d'Europa. (b) Relació del Massís de les Guilleries a la Serralada Litoral Catalana. (c) Massís de les Guilleries, modificat de Duran (1985). (d) Formacions aflorant al massís, junt amb l'altitud de les isogrades del metamorfisme HT-LP.

plans axials sub-verticals. La isògrada de la cordierita-andalusita s'estableix bastant paral·lela a la transició entre la Fm. St. Martí Sacalm i el complex de Susqueda. Les zones d'alt grau de la sil·limanita, sil·limanita amb feldspat K i localment les zones de la cordierita-feldspat K s'ubiquen en el complex metamòrfic d'Osor. La foliació dominant a la zones de mig-alt grau és un clivatge de crenulació subhoritzontal desenvolupat (S2), i es troba el clivatge original (S1) com a plecs menors o microlitons, així com també s'observa una deformació de tipus *Shear band* (S3) (Reche & Martínez, 2002).

Es troben varis cossos ignis pre-Variscs interestratificats en ambdós complexos, incloent ortoamfibolites de l'Ordovicià i cossos decamètrics d'ortogneis de la mateixa edat. Les intrusions varisques del Massís de les Guilleries son leucogranits peraluminics de dues miques, aplites i pegmatites que afluoren com a cossos laminars irregulars centimètrics a decamètrics, així com diorites, quars-diorites, tonalites i trondhjemites aflorant com a petits cossos centimètrics laminars, exceptuant la intrusió quars-diorítica de Susqueda, de dimensions majors.

Ambdós conjunts de fluxos laminars apareixen com a un eixam de venes sintectòniques, de vegades foliades i subconcordants amb la foliació (S2), estant present únicament a les àrees de més alt grau.

2.1 Les metapelites de baixa T del complex d'Osor

Les roques del complex d'Osor corresponen en dues litologies principals, que mostren una bimodalitat important; d'una banda es troben un domini de bandes semipelítiques gneisiques riques en quars (QSP) amb gruixos centimètrics a decimètrics, i per l'altra es troben, amb caràcter majoritari, unes bandes metapelítiques esquistosades riques en mica i pobres en quars (KP) amb gruixos decimètrics, trobant-se també alguns nivells de quarsita gairebé pura. Ambdues bandes difereixen en la seva mineralogia, química mineral i composició de roca total, que alhora es desvia de les pelites comuns (Reche & Martínez, 2002). Les bandes QSP estan fortament empobrides en K i Al, mentre que les bandes KP mostren un superenriquiment en ambdós, tot i que es dona l'efecte invers en el contingut en Si, així com presenten alts continguts de Fe. També presenten diferent estil de la deformació, sent

les bandes esquistoses els dominis més fortament deformats observant-se totes les relacions microestructurals de totes les fases deformatives, i on trobem les petites venes ignies i quarsítiques varisques intruïdes.

3. Descripció de làmines primes: Petrografia i microestructura

3.1. Bandes semipelítiques gneisiques riques en Q amb biotita (QSP)

Aquest domini conté, per ordre d'abundància modal en les mostres, l'associació mineral $q + bi + g + sil \pm cd$, amb menor quantitat de mu i pl , la qual es pot trobar sericititzada. És en aquestes semipelites on es troben intruint les venes de leucogranit i les venes de trondhjemita i tonalitoides.

Els granats apareixen com a porfiroblastos subhedrals amb nuclis farcits d'inclusions i en molts casos textura esquelètica i fracturada dins una matriu quarsítica, amb quantitats variables de biotita i fibrolita, i una petita quantitat de cordierita en forma d'agregats sub-paral·lels a la foliació i que envolten la fibrolita, impedit així el seu contacte amb la biotita. La plagiòclasi només està present dins de petites venes fines, com a cristalls anhedrals dispersos per la matriu, o localment com el que sembla producte de la reabsorció dels marges dels cristalls de granat, tot i que en els dominis més rics en biotita podem trobar cristalls més grans, juntament amb alguns cristalls més blàstics de moscovita. En aquests dominis més rics en miques la plagiòclasi té una composició més albítica, i també es presenta localment formant mirmequites (Fig. 3a-3b), i amb part de la biotita reemplaçada per sil·limanita fibrolítica. Aquests nivells contenen els porfiroblastos de granat de major mida, que estan parcialment pseudomorfitzats per biotita, que es pot trobar alterada a clorita o reemplaçada per fibrolita, decussada i blàstica (Fig. 3c), mentre que els més quarsítics es caracteritzen per tenir granats més petits i idiomòrfics sense fracturar, envoltats per una matriu gairebé completament quarsítica amb alguns cristalls de plagiòclasi (Fig. 3d). S'identifica aquests dominis com a fruit dels marges de venes quarsítiques amb plagiòclasi \pm granat de les bandes semipelítiques, i es creu que els granats podrien ser peritèctics (Reche & Martínez, 2002).

La foliació de la matriu és una evidència de la deformació patida durant l'esdeveniment compressional D2. S'observa com a un clivatge

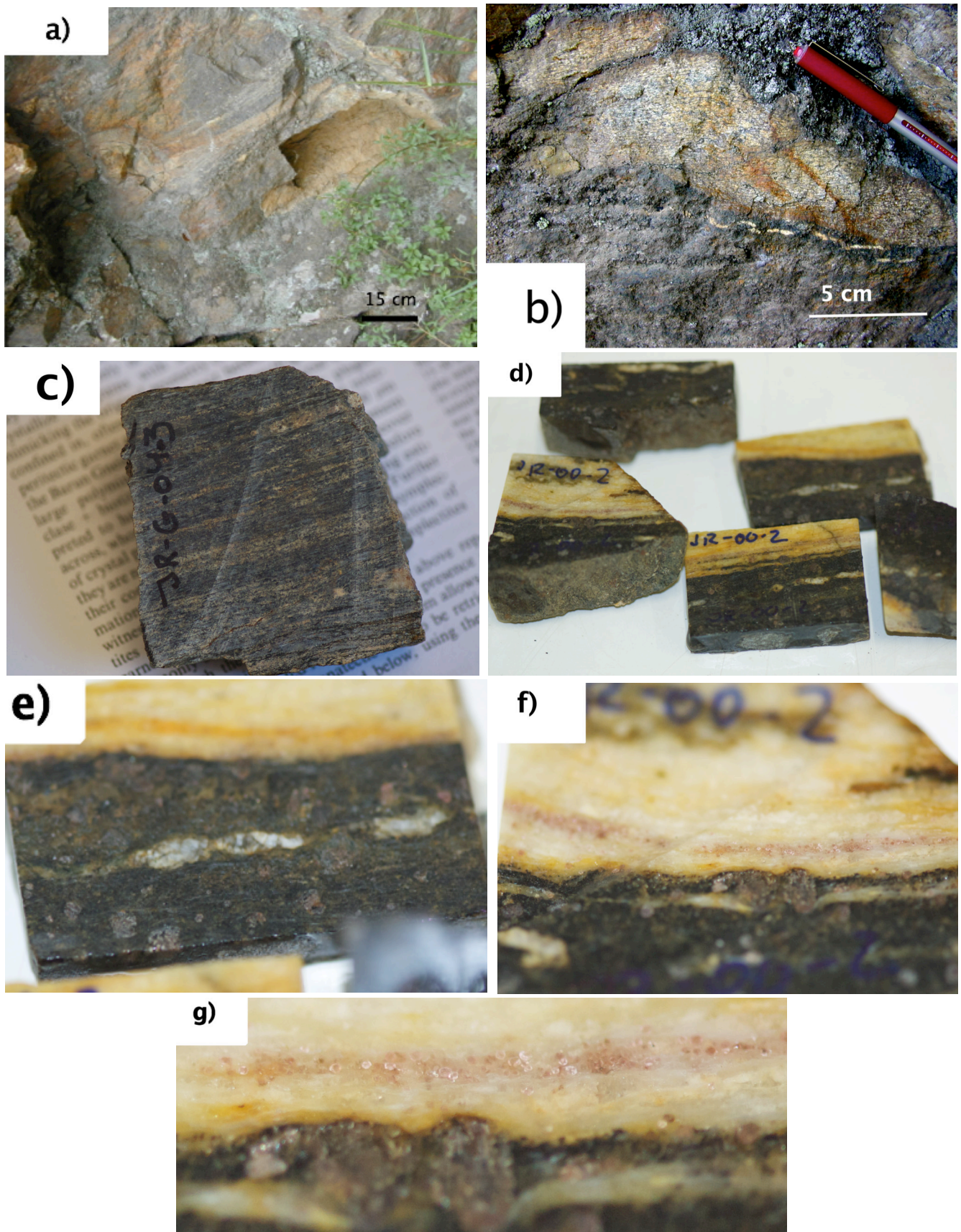


Fig. 2. Fotografies de les mostres de mà. (a) Fotografia de l'aflorament d'on s'han obtingut algunes de les mostres que s'analitzen a la Taula 2. (b) Vista en detall de la part de l'aflorament que s'analitza. (c) Fotografia de la mostra JR-G-04-3; correspon a una metapelita amb cristalls de granat estirats en el seu interior. (d) Fotografia de la mostra JR-00-2; en la taula 2 apareix l'anàlisi de la seva part metapelítica. (e) Fotografia en detall de la mostra JR-00-2; es pot apreciar una petita vena leucocràtica en la part gneisica QSP, d'on s'observen clarament els granats amb textures esquelètiques. (f, g) Fotografia de la mostra JR-00-2, on es poden apreciar les dues tipologies de granats que apareixen en les làmines primes; uns cristalls grans a les bandes QSP i uns molt petits a la vena leucocràtica. S'observa en detall a la (g).

de crenulació desenvolupat S2 o S1+S2, que orienta els cristalls de biotita, els intercreixements de biotita-sil·limanita, i els cristalls de fibrolita que es troben embolcallant els porfiroblasts de granat. Els cristalls de granat

com a perpendicular a la foliació S2 de la matriu en forma de petits plecs interns. Un estadi més desenvolupat s'observa en els granats amb morfologia *Snowball* (Fig. 3e), on S1 ha adquirit un caire completament rotacional,

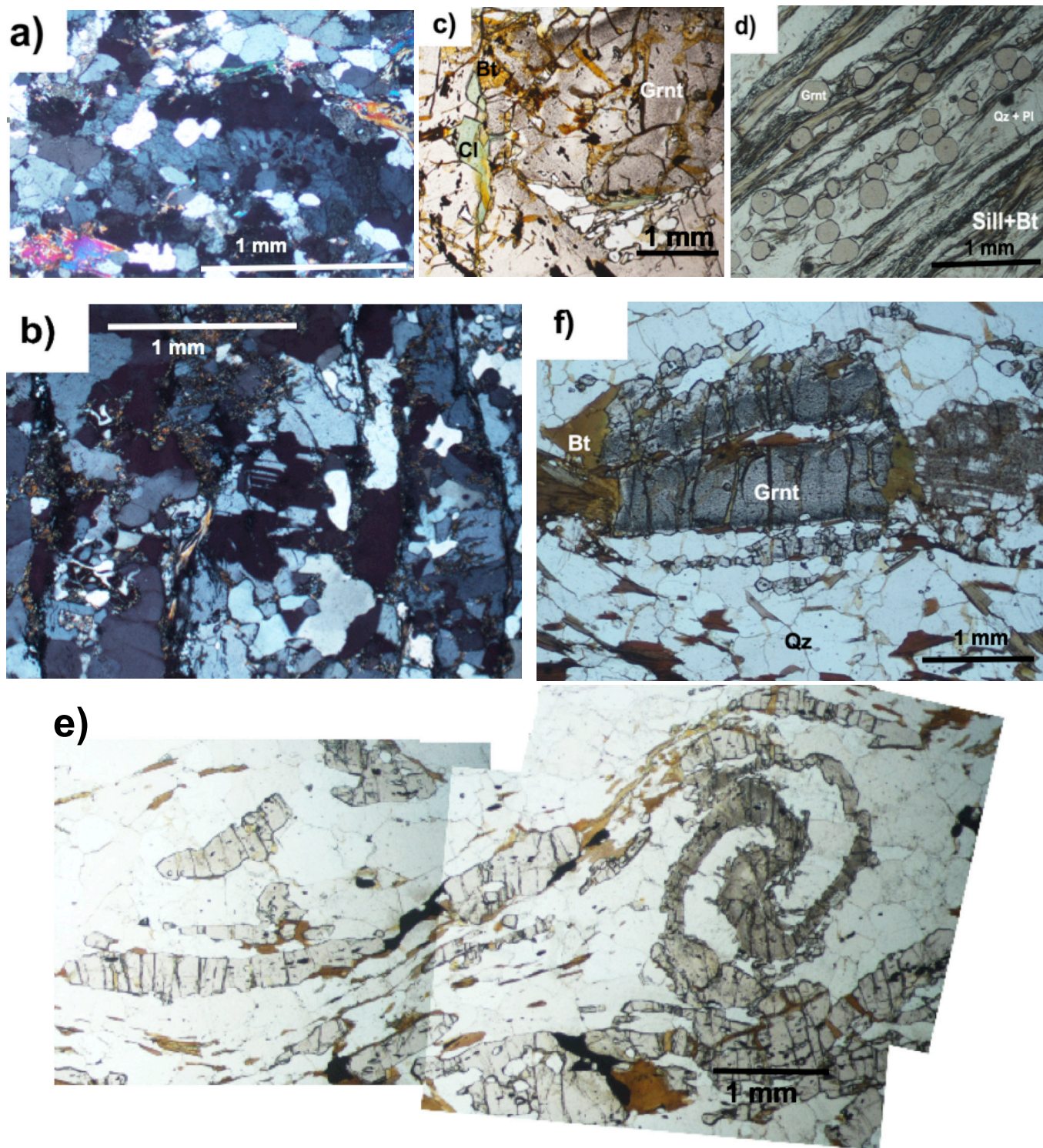


Fig.3. Petrografia de les mostres de les bandes semipelítiques QSP. (a,b) Domini ric en biotita de les bandes QSP; la plagiòclasi adquireix una composició més albitica, similar a la de les bandes KP; s'observa textura mirmequítica junt amb el quars, i part de la biotita reemplaçada per sil·limanita fibrolítica en una vena leucogranítica (a) i en una vena tonalitoide (b). (c) Porfiroblast de granat parcialment pseudomorfitzat per biotita; s'observa la clorita que esta reemplaçant la biotita i mirmequites en el contacte del granat en una vena de tonalitoïdes. (d) Cristalls de granat idiomòrfics del marge de la vena trondhjemitica. (e) granat amb morfologia *Snowball*; s'observen els flancs de rotació dextra. (f) Cristall de granat estirat i amb inclusions de fosa. (Annex, 2)

obtenint-se així uns granats anhedrals amb una textura esquelètica. Aquesta morfologia alhora ens indica que el creixement dels cristalls va iniciar-se en els estats inicials de D2 i va finalitzar en les últimes etapes d'aquest període deformatiu. Aquest raonament podria explicar la presència de granats (Fig. 3f) amb morfologies completament estirades observables en les mostres, identificant-los com a un flanc de rotació que degut a la forta afectació patida per D2, ha acabat mostrant una deformació molt desenvolupada. En aquestes franges riques en

miques, la identificació de granats parcialment pseudomorfitzats per biotita decussada i blàstica ens indica que alguns d'aquests cristalls van patir el reemplaçament en un període sense cap camp d'esforços important afectant-lo. El quars apareix majoritàriament en forma de petites venes d'origen igni sintectòniques o posteriors a l'esdeveniment deformatiu, riques en plagiòclasi i amb presència de feldspat potàssic (leucogranit), que poden estar formant pertites entre ells (Fig. 4a), o junt amb biotita/fibrolita o cordierita, sovint reemplaçant-se (Fig. 4b-4c).

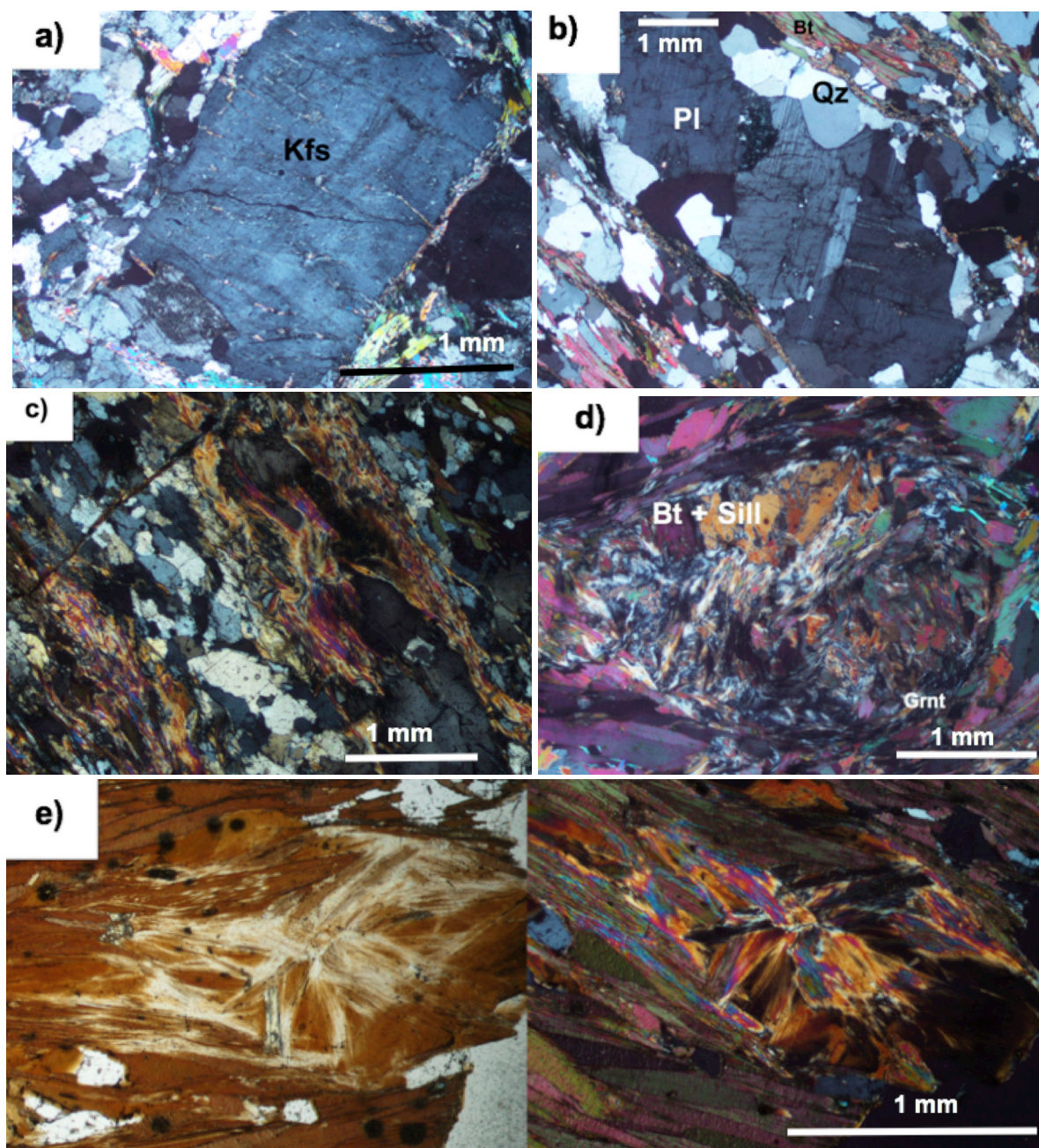


Fig. 4. Petrografia de les mostres de les bandes QSP i KP. (a) Fenocristall de feldspat potàssic amb pertites de plagiòclasi dins la vena leucogranítica, QSP. (b,c) vena tonalitoide en el domini QSP; s'observa la fibrolita reemplaçant a la biotita en l'encaixant, i grans fenocristalls de plagiòclasi en la vena. (d) Cristall de granat reemplaçat per biotita i sil·limanita gairebé en la seva totalitat; s'observen alguns petits romanents de granat original i alguns dels cristalls de biotita i sil·limanita es veuen afectats per la deformació; banda KP. (e) Agregat en forma estrellada de biotita i sil·limanita fibrolítica durant el reemplaçament; banda KP. (Annex, 2)

3.2. *Bandes pelítiques esquistoses riques en Mica i empobrides en Q (KP)*

Aquestes bandes presenten, en ordre d'abundància modal, l'associació mineral bi + mu + pl + sil \pm g \pm q \pm cd.

La fibrolita en el domini de bandes KP es troba en petites quantitats, sovint apareixent com a inclusions o agregats aciculars associats a moscovita o biotita. Els cristalls de granat mostren estadis de pseudomorfisme molt més avançats en aquests dominis, per la Fibrolita i la biotita en forma d'agregats (Fig. 4e), pel que presenten textures molt esquelètiques i una morfologia en cristalls anhedrals. Aquest reemplaçament s'inicia durant el període D2-D3 i segueix reemplaçant el granat sintectònicament durant D3; segons la deformació que mostren els cristalls de sil·limanita fibrolítica i biotita, S2 es pot veure en l'aixafament que han patit els cristalls i S3 en el plegament d'alguns d'ells, basant-nos en les textures decussades d'alguns cristalls de biotita de reemplaçament.

En les bandes KP s'observa plagiòclasi, en casos sericititzada i de composició més albitica, així com de cristalls relativament grans de moscovita i biotita, podent-se observar l'alteració d'aquesta a clorita. La matriu decussada que aquests dos minerals mostren en alguns casos pot representar el seu creixement durant D2-D3, finalitzat durant D3, ja que s'observa molt bé el clivatge resultant.

Es troben petits intercreixement de granat, biotita i sil·limanita fibrolítica (Fig. 4d), juntament amb agregats de moscovita i plagiòclasi, amb aquests últims envoltant els primers en el reemplaçament. Els granats presenten en alguns casos una morfologia més ovoïdal, característica d'una deformació milonítica d'alta temperatura.

3.3 *Inclusions de fosa en granats*

Les inclusions de fosa (MI) són petites gotes de líquid silicatat atrapades en minerals amfitrió, que van refredar-se com a un vidre o que van cristal·litzar com a un agregat policristal·lí durant el refredament del sistema. Es pot distingir entre inclusions primàries, atrapades durant la cristal·lització del mineral amfitrió, o secundàries, atrapades en una etapa post-

cristal·lització de l'amfitrió. Les inclusions primàries ens aporten major informació petrològica ja que es poden associar la presència d'uns minerals concrets a un fluid particular.

Les inclusions primàries segueixen el criteri textural de disposició zonal ("zonal arrangement", (Cesare et al. 2011)) segons el qual les inclusions estan distribuïdes al nucli de l'amfitrió o bé en petits anells dins d'aquest, com s'observa en els granats de les pelites gneisiques d'Osor. Aquestes inclusions primàries indiquen el creixement d'un cristall en presència d'una fosa, normalment formant-se durant la cristal·lització del magma. Ara bé, aquestes MI poden formar-se quan el mineral amfitrió i la fosa es creen alhora, sent l'amfitrió capaç d'atrapar la fosa amb la que esta creixent. Durant la fusió parcial de roques metasedimentàries, la major part de la fosa es resultat de la descomposició incongruent de biotita de les metapelites, que genera granats peritèctics, en els quals les MI primàries queden atrapades. La principal diferència entre aquests dos processos de formació de MI primàries ((1) cristal·lització de la fosa i (2) fusió incongruent), és que estan lligades a moments diferents de l'evolució del sistema anatèctic/igni. La primera (1) és dona durant el període de refredament de la fosa, hostejant-se en minerals del leucosoma o de les roques ígnies, i la segona (2) es dona durant el procés de fusió, trobant-se aquestes en minerals peritèctics. S'ha observat que els petits cristalls de granat (Fig. 3d) que es troben en les venes quarsítiques que intrueixen el conjunt gneisic QSP, molt idiomòrfics i interpretats com a granat peritèctics, no presenten cap tipus d'inclusió en el seu nucli, mentre que en els cristalls de major mida presents en les metapelites es distingeix un núvol d'inclusions en el seu nucli. Les inclusions en els granats de les metapelites del complex d'Osor mostren geometries generalment hexagonals o pentagonals, amb els marges molt ben desenvolupats, de cristall negatiu, i rarament irregulars. Les inclusions contenen en alguns casos vidre incolor i isotròpic, tot i que la majoria contenen fases minerals sòlides ben diferenciades, identificades com a minerals atrapats (cristalls de minerals existents coetanis a la formació de MI, que han estat atrapats sencers). Alguns dels minerals observats són

rutil (Fig. 5e) quars, ilmenita i miques (moscovita) com a majoritaris. No obstant, algunes MI primàries s'observa que contenen un conjunt mineralògic granític (quars, feldspats i miques), de cristalls micromètrics, anomenats nanogranits (Fig. 5b- 5c) (Cesare et al. 2009). Aquests es troben disposats zonalment en els nuclis dels cristalls de granat de les bandes QSP de les metapelites. Els nanogranits presenten cristalls força equigranulars, amb textura hipidiomòrfica i al·lotromòrfica i amb alguns creixements adossats generalment de miques a les parets de les inclusions, i també poden trobar-s'hi cristalls de rutil, apatita i ilmenita (Fig. 5d) com a minerals atrapats. L'origen d'aquestes inclusions s'interpreta com a fruit de la fusió d'inclusions sòlides ja atrapades dins del mineral amfitrió, el que genera dos criteris: (1) no representen imperativament el creixement de l'amfitrió en presència de fosa, ja que aquesta

podria haver-se donat en un esdeveniment posterior; (2) la presència de vidre (o pseudomorfs d'aquest) en les MI seria evidència de que aquestes inclusions representen la fosa anatèctica (Cesare et al. 2011). La possible observació de MI en els cristalls indica doncs, una fusió parcial de la roca en algun moment de la seva evolució metamòrfica.

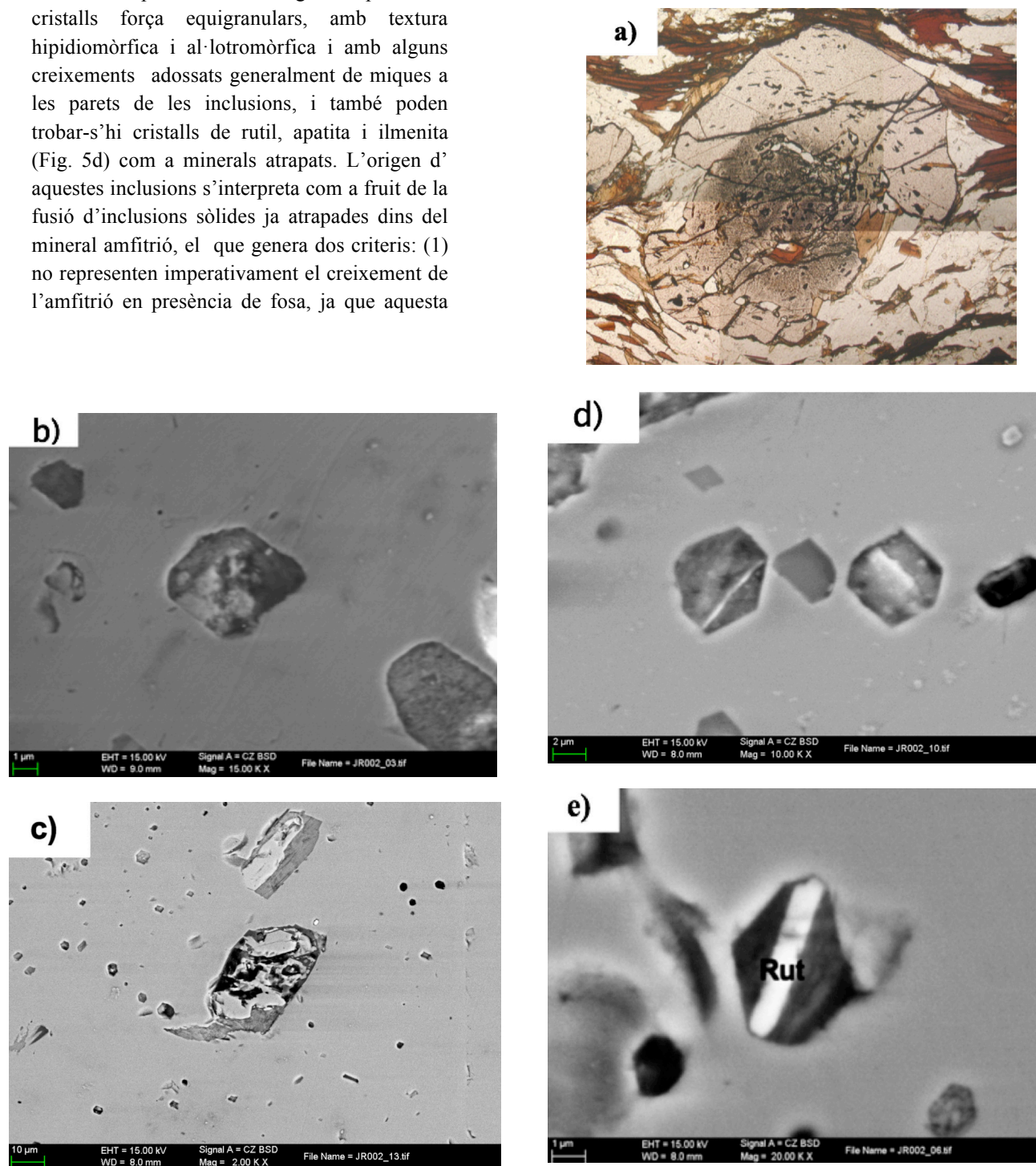


Fig. 5. MI en els cristalls de granat de les bandes metapelítiques QSP del complex d'Osor. (a) Granat de la làmina JR-00-2, d'on s'han investigat les inclusions. (b) MI de nanogranits. S'observa quars, moscovita i biotita. (c) MI de diferents mides; s'observa un nanogranit i es poden observar molt bé el quars i les miques. (d) MI amb miques i un cristall d'ilmenita travessant-lo (blanc). (e) MI primària amb un cristall de rutil com a mineral atrapat; està envoltat per moscovita i vidre.

4. Química mineral

Els anàlisis químics en elements majoritaris s'han dut a terme amb un espectròmetre de fluorescència de raigs X als Serveis Científico-tècnics de la Universitat de Barcelona (UB). Els anàlisis de microsonda es van realitzar amb la microsonda electrònica Cameca SX-50 als Serveis científico- tècnics de la Universitat de Barcelona (UB), operant amb un voltatge d'acceleració de 15 kV, un feix de corrent d'intensitat 10 nA i un temps d'integració de 10 s. Les composicions minerals representatives de 30 punts de mostreig de minerals pertanyents a les metapelites QSP d'Osor i a les venes intrusives apareixen en la Taula 1, després d'haver processat les dades analítiques.

4.1 Granat

S'han analitzat 23 punts de mostreig de granats, tant pertanyents a les metapelites QSP com als granats idiomòrfics de les venes quarzítiues que les intrueixen. Les dades processades han estat en funció dels elements majoritaris representatius dels granats; $X_{Alm} = Fe/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Py} = Mg/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Sps} = Mn/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Grs} = Ca/(Fe + Mg + Ca + Mn)$. En tots els anàlisis s'assumeix el ferro total com a Fe^{2+} . En els granats típics de metapelites acostuma a tenir uns valors en Al d'entre 1,95-2; els valors menors en aquest, i els valors superiors a 8 en la suma de cations totals són causats per la presència de Fe^{3+} ; els valors totals d'òxid de 101% o més, indiquen que el mineral es ric en Fe.

Els granats acostumen a mostrar una zonació composicional causada per la velocitat de difusió de la seva xarxa cristal·lina. Se'n distingeixen dos tipologies: (1) zonació per creixement (progradant) i (2) zonació per difusió (retrogradant). En (1) el granat no homogeneïtza la seva composició, sinó que es creen capes del material que reflexa els processos i l'equilibri que hi ha en la matriu

de la roca en cada moment. En canvi, en (2) hi ha un cristall de granat preexistent que modifica la seva composició intercanviant material amb la matriu de la roca, quedant els gradients composicionals congelats abans de que el cristall s'homogeneïtzi de nou. En els casos en que es dona (1) els granats tendeixen a enriquir-se en Mn i/o Ca en els nuclis, amb Mg i Fe augmentant cap a les vores del cristall (Masoudi et al. 2006), definint-se un procés de fraccionament; aquest tipus de zonació acostuma a trobar-se en granats que han crescut a temperatures inferiors a 650 °C, on la difusió dels cations divalents és negligible. Quan la temperatura és superior als 600 °C, els granats acostumen a presentar (2), caracteritzada per un empobriment en Mg (intercanvi Fe-Mg), i un enriquiment en Mn als marges del cristall. Els perfils coincidents de spessartina i $Fe/(Fe+Mg)$ ens els granats són una evidència de la dissolució del granat durant el metamorfisme retrògrad (Sigler 2008) (Fig. 7).

Els granats de les bandes gneisiques pelítiques QSP són rics en almandí, i amb valors composicionalment semblants en tots els punts de mostreig, que van de $X_{Alm} = 0,855-0,82$. Estan caracteritzats per un contingut en Mg de $X_{Py} = 0,103-0,073$, el Mn amb valors $X_{Sps} = 0,065-0,031$ i amb un contingut en Ca no superior al $X_{Grs} = 0,41$. Aquests granats rics en almandí, amb $X_{Fe} = 0,9-0,8$, mostren també un component elevat de grossulària.

S'han seleccionat 6 punts de mostreig de la mostra JR047, corresponent a un granat de les metapelites QSP, seguit una trajectòria transversal de la vora del cristall al nucli (Fig.6). Aquestes dades s'han projectat en un perfil representatiu dels components Almandí, Pirop, Spessartina i Grossulària. En el perfil (Fig. 7) son observables les variacions composicionals que tenen lloc al cristall.

S'observa un descens generalitzat de Grossulària i Spessartina del nucli a la vora, i un increment d'Almandí i Pirop. El Ca i el Mg segueixen una tendència similar (Fig. 7): al nucli del cristall, on es troba el núvol d'inclusions, hi ha un augment en Grossulària i Pirop ($X_{Grs} = 0,033$ // $X_{Py} = 0,073$) que acaba descendint cap a les vores del cristall en Grossulària ($X_{Grs} = 0,012$), i pateix un petit descens puntual en el Pirop, tot i que s'observa un augment general del component ($X_{Py} = 0,083$). L'Almandí en canvi, pateix un descens a la zona del nucli on $X_{Alm} = 0,82$, i augmenta gradualment fins a la vora, sent $X_{Alm} = 0,85$ (Fig. 7). La Spessartina, tot i que la seva tendència és descendent des del nucli ($X_{Sps} = 0,065$), pateix un petit augment al marge del cristall respecte a valors més interns ($X_{Sps} = 0,053$).

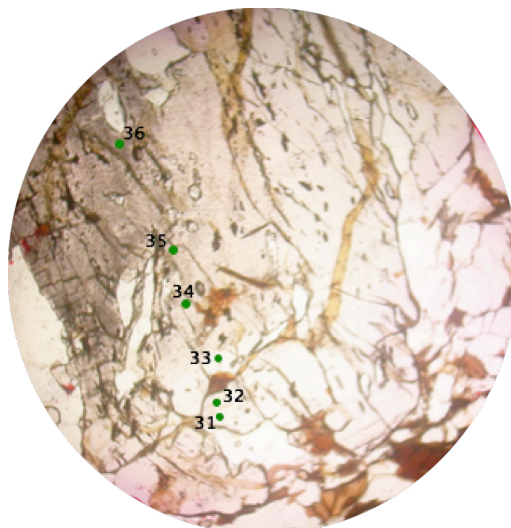
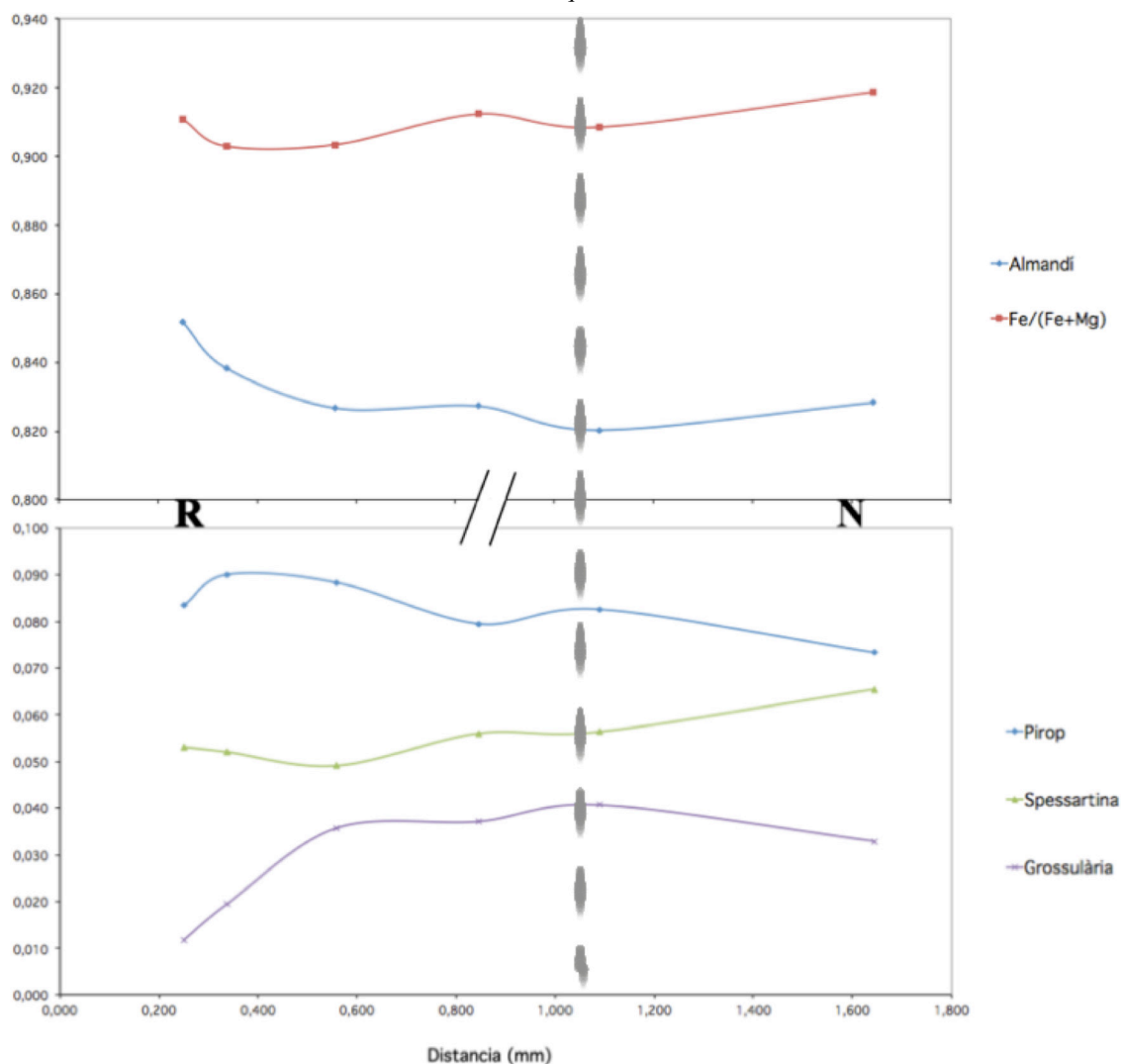


Fig. 6. Mostra JR-00-2 de la qual s'han fet els anàlisis corresponents a JR047-31/36 (Taula 1). En la imatge s'indiquen quins punts de mostreig són els més propers al nucli (36) i quins més al marge (31).

Fig. 7. Perfils composicionals representatius de la mostra JR047 en Alm, Grs, Py i Sps. El perfil s'inicia al marge del cristall, fins arribar al nucli on es troben atrapades inclusions de fosa (N= nucli; R= vora). S'observa com el perfil Sps i Fe/(Fe+Mg) s'assemblen, tot i que no coincideixen totalment.



Es pot descriure doncs una zonació definida per un nucli ric en Mn i Ca que van descendant més o menys gradualment cap a la vora del cristall, alhora que en el marge s'observa un gran increment de Fe, acompanyat amb un augment gradual de Mg. Aquesta tendència composicional és la que presenta la zonació per creixement (progradant), tot i no ser molt acusada en el cristall, aquest no es fruit de la dissolució d'un granat preexistent. No obstant, en la Fig.7 s'observa com el perfil obtingut per la Spessartina i el del Fe/ (Fe+Mg), tot i no coincidir, són molt semblants; a aquest factor cal afegir que en els perfils del Pirop i la Spessartina, en els punts propers al marge s'observa com el segment descendeix en X_{Py} , i ascendeix en X_{Sps} , característic de la zonació retrogradant. Això podria interpretar-se com que la formació del cristall va tenir lloc en un estatge del metamorfisme intermedi entre el rang de temperatures que separa ambdues zonacions (600-650 °C), ja que es podria deduir que la zonació estava evolucionant d'acord amb les característiques de l'equilibri de la roca pelítica on es trobava, que segueix un augment de temperatura. El granat presenta una zonació molt similar al tipus A1 (Reche & Martínez 2002).

Els granats de les venes quarzítiques, interpretades com a venes de trondhjemita, es distribueixen en cristalls euhèdrics i lliures d'inclusions, apareixent més homogenis que els de les metapelites. El Mn i el Ca no mostren diferències substancials respecte als granats de les metapelites, presentant valors de $X_{Sps} = 0,05-0,045$ i $X_{Grs} = 0,16-0,13$. El component Almandí es presenten lleugerament superiors ($X_{Alm} = 0,851-0,841$), i el Mg es lleugerament inferior ($X_{Py} = 0,097-0,089$) en alguns casos. No obstant podem correlacionar els valors obtinguts en els granats de les trondhjemites amb els valors obtinguts en la vora del granat de les metapelites; s'observa que són molt semblants i propers, i es poden ubicar en un mateix rang. L'obtenció de valors tan similars indicaria doncs, que els granats de les venes intrusives es van formar alhora que la part

exterior dels granats metapelítics s'estava desenvolupant.

4.2 Biotita

Els anàlisis de biotita pertanyen a les bandes pelítiques gneisiques QSP, i s'han realitzat en cristalls ubicats al contacte amb les venes leucocràtiques (JRG002-38/39) i en cristalls de la matriu. No s'observen diferències remarcables entre elles en Fe ($X_{Fe} = 0,68 // 0,68-0,63$) o Mg ($X_{Mg} = 0,32 // 0,365-0,32$), tot i que alguns cristalls de la matriu presenten cert empobriment en Fe, i enriquiment en Mg, ja que possiblement no han estat afectats per l'intercanvi per difusió Fe-Mg.

4.3 Plagiòclasi

La plagiòclasi ha estat analitzada provinent de les venes intruïdes en les bandes metapelítiques QSP, i mostra composicions amb petites variacions (no té caràcter albitic), tot i que no suposen grans canvis. Pel que fa al Ca, s'han obtingut valors de $X_{An} = 0,168-0,232$, i el Na varia entre $X_{Ab} = 0,825-0,763$. El K tampoc presenta grans variacions, amb valors de $X_{Kfs} = 0,007-0,005$.

5. Química de les roques del complex d'Osor

S'han analitzat 11 mostres pertanyents a metapelites QSP del complex d'Osor, a leucogranits del complex de Susqueda, trondhjemites d'El Pasteral i a intrusions leucocràtiques, identificades potencialment com a trondhjemites, disposades en forma de venes i filons en les metapelites d'Osor. Els resultats de les anàlisis es presenten a la Taula 2. Els anàlisis de roca total es van realitzar mitjançant la tècnica de fusió amb metaborat/tetraborat de liti, amb posterior digestió per àcid nítric dèbil. Amb aquesta tècnica s'assegura una dissolució efectiva dels òxids majoritaris (SiO_2 inclòs), els minerals refractaris (zircó, esfèn, monazita, cromita,

Taula 1. Anàlisi de la química dels minerals trobats en les diferents roques. Cal diferenciar els dos tipus de granats, uns pertanyents a les bandes QSP de les metapelites i els altres obtinguts de les venes leucocràtiques de composició trondhjemitica que intrueixen el complex. $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$; $X_{Mg} = Mg/(Fe+Mg)$; $X_{Alm} = Fe/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Py} = Mg/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Sps} = Mn/(Fe + Mg + Ca + Mn)$; $X_{Grs} = Ca/(Fe + Mg + Ca + Mn)$.

Granats QSP								
Wt % Óxids	JRG047-31	JRG047-32	JRG047-33	JRG047-34	JRG047-35	JRG047-36	JRG002-25	JRG002-26
SiO ₂	37,07	36,6	37,1	37,09	37,11	36,93	36,92	37,07
TiO ₂	0	0	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	20,72	20,75	20,8	20,62	20,92	20,67	20,26	20,62
FeO	38,15	37,92	37,44	37,63	37,19	37,6	37,28	37,43
MnO	2,35	2,33	2,2	2,52	2,52	2,93	2,18	1,79
MgO	2,1	2,29	2,25	2,03	2,1	1,87	2,13	1,36
CaO	0,41	0,69	1,26	1,32	1,44	1,17	0,61	0,55
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100,85	100,63	101,1	101,28	101,34	101,26	99,42	99,83
Cations per 8 Ox.								
Si	3,001	2,973	2,99	2,992	2,985	2,985	3,023	3,015
Ti	0	0	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
Al	1,977	1,987	1,976	1,961	1,983	1,969	1,955	1,976
Fe ²⁺	2,583	2,576	2,524	2,539	2,502	2,542	2,553	2,546
Mn	0,161	0,16	0,15	0,172	0,172	0,201	0,151	0,123
Mg	0,253	0,277	0,27	0,244	0,252	0,225	0,26	0,286
Ca	0,036	0,06	0,109	0,114	0,124	0,101	0,054	0,048
Na	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0
Cations sum	8,011	8,034	8,021	8,025	8,021	8,027	7,997	7,996
X _{Fe}	0,911	0,903	0,903	0,912	0,908	0,919	0,908	0,899
X _{Mg}	0,089	0,097	0,097	0,088	0,092	0,081	0,092	0,101
X _{Alm}	0,852	0,838	0,827	0,827	0,82	0,828	0,846	0,848
X _{Sps}	0,053	0,052	0,049	0,056	0,056	0,065	0,05	0,041
X _{Py}	0,083	0,09	0,088	0,08	0,083	0,073	0,086	0,095
X _{Grs}	0,012	0,02	0,036	0,037	0,041	0,033	0,018	0,016

Granats QSP								
Wt % Óxids	JRG002-27	JRG002-28	JRG002-29	JRG002-30	JRG002-31	JRG002-32	JRG002-33	JRG002-34
SiO ₂	37,17	37,01	36,97	37	37,02	37,04	37,16	37,51
TiO ₂	0	0	0,03	0	0	0,01	0	0,02
Al ₂ O ₃	20,61	20,64	20,57	20,81	20,48	20,63	20,42	20,5
FeO	37,92	38,28	38,54	38,23	37,61	37,44	36,97	37,59
MnO	1,66	1,59	1,49	1,56	1,37	1,58	1,94	1,97
MgO	2,45	2,51	2,61	2,62	2,31	2,39	2,42	2,37
CaO	0,39	0,33	0,37	0,54	1,34	1,2	0,1	0,76
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100,2	100,36	100,58	100,76	100,13	100,28	99,73	100,73
Cations per 8 Ox.								
Si	3,014	3,002	2,995	2,989	3,007	3,002	3,024	3,026
Ti	0	0	0,002	0	0	0,001	0	0,001
Al	1,97	1,973	1,964	1,981	1,961	1,971	1,959	1,949
Fe ²⁺	2,572	2,596	2,611	2,582	2,555	2,538	2,516	2,536
Mn	0,114	0,109	0,102	0,107	0,094	0,108	0,134	0,135
Mg	0,296	0,303	0,315	0,315	0,28	0,289	0,294	0,285
Ca	0,034	0,029	0,032	0,047	0,117	0,104	0,071	0,066
Na	0	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0	0
Cations sum	8,001	8,012	8,021	8,021	8,013	8,012	7,997	7,998
X _{Fe}	0,897	0,895	0,892	0,891	0,901	0,898	0,895	0,899
X _{Mg}	0,103	0,105	0,108	0,109	0,099	0,102	0,105	0,101
X _{Alm}	0,853	0,855	0,853	0,846	0,839	0,835	0,834	0,839
X _{Sps}	0,038	0,036	0,033	0,035	0,031	0,036	0,044	0,045
X _{Py}	0,098	0,1	0,103	0,103	0,092	0,095	0,098	0,094
X _{Grs}	0,011	0,01	0,01	0,015	0,038	0,034	0,024	0,022

Wt % Òxids	Granats QSP			Granats Trondhjemites			
	JRG002-35	JRG002-36	JRG002-37	JRG002-43	JRG002-44	JRG002-45	JRG002-46
SiO ₂	37,24	36,61	36,78	36,88	37,14	36,74	36,96
TiO ₂	0,01	0,01	0,04	0,04	0	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	20,57	29,97	20,6	20,05	20,66	20,74	20,72
FeO	37,75	38,03	38,1	37,3	38	37,7	37,42
MnO	1,9	1,77	1,96	2,12	2,05	1,95	2,16
MgO	2,27	2,14	1,98	2,42	2,24	2,23	2,25
CaO	0,79	0,77	0,98	0,44	0,58	0,51	0,52
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0
Total	100,52	99,3	100,45	99,26	100,67	99,88	100,08
Cations per 8 Ox.							
Si	3,014	3,012	2,991	3,024	3,006	2,995	3,004
Ti	0,001	0,001	0,002	0,002	0	0,001	0,003
Al	1,962	1,936	1,974	1,938	1,971	1,992	1,985
Fe ²⁺	2,555	2,617	2,591	2,558	2,572	2,57	2,543
Mn	0,13	0,123	0,135	0,147	0,141	0,135	0,149
Mg	0,274	0,262	0,24	0,296	0,27	0,271	0,273
Ca	0,069	0,068	0,085	0,039	0,05	0,045	0,045
Na	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0	0	0	0	0	0
Cations sum	8,004	8,019	8,019	8,004	8,009	8,008	8,001
X _{Fe}	0,903	0,909	0,915	0,896	0,905	0,905	0,903
X _{Mg}	0,097	0,091	0,085	0,104	0,095	0,095	0,097
X _{Alm}	0,844	0,852	0,849	0,841	0,848	0,851	0,845
X _{Sps}	0,043	0,04	0,044	0,048	0,046	0,045	0,05
X _{Py}	0,09	0,085	0,079	0,097	0,089	0,09	0,091
X _{Grs}	0,023	0,022	0,028	0,013	0,016	0,015	0,015

Biotita						Plagiòclasi		
Wt % Òxids	JRG002-38	JRG002-39	JRG002-40	JRG002-41	JRG002-42	Wt % Òxids	JRG002-47	JRG002-49
SiO ₂	34,41	34,85	34,94	34,21	34,28	SiO ₂	65,83	64,37
TiO ₂	2,17	2,12	2,64	2,4	2,66	TiO ₂	0	0
Al ₂ O ₃	19,59	20,62	19,66	19,33	19,56	Al ₂ O ₃	20,93	22,46
FeO	24	22,71	22,38	23,75	23,44	FeO	0	0
MnO	0,05	0,09	0,02	0,02	0,03	MnO	0	0
MgO	6,23	6	7,2	6,26	6,46	MgO	0	0,01
CaO	0	0,01	0,01	0	0	CaO	2,31	3,55
Na ₂ O	0,27	0,19	0,29	0,23	0,28	Na ₂ O	6,3	6,43
K ₂ O	8,48	7,8	8,36	8,29	8,6	K ₂ O	0,09	0,07
Total	95,22	94,38	95,49	94,47	95,31	Total	95,47	96,89
Cations per 11 Ox.						Cations per 8 Ox.		
Si	2,67	2,69	2,675	2,67	2,653	Si	2,97	2,884
Ti	0,127	0,123	0,152	0,141	0,155	Ti	0	0
Al	1,791	1,876	1,774	1,778	1,784	Al	1,113	1,186
Fe ²⁺	1,557	1,466	1,433	1,55	1,517	Fe ²⁺	0	0
Mn	0,003	0,006	0,001	0,001	0,002	Mn	0	0
Mg	0,721	0,69	0,822	0,728	0,745	Mg	0	0,001
Ca	0	0,001	0,001	0	0	Ca	0,112	0,17
Na	0,041	0,028	0,043	0,035	0,042	Na	0,551	0,559
K	0,839	0,768	0,816	0,826	0,849	K	0,005	0,004
Cations sum	7,748	7,648	7,716	7,73	7,746	Cations sum	4,751	4,804
X _{Fe}	0,683	0,68	0,635	0,68	0,671	X _{An}	0,168	0,232
X _{Mg}	0,317	0,32	0,365	0,32	0,329	X _{Alb}	0,825	0,763
X _{Phl}	0,172	0,166	0,197	0,173	0,177	X _{Kfs}	0,007	0,005
X _{Ann}	0,371	0,352	0,343	0,369	0,361			

ID Mostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	X _{Fe}	X _{Al}	X _{Si}
JR-G-07-3-B	81,21	0,024	15,24	1,28	0,026	0,15	0,5	1,34	0,6	0,05	0,48	100,900	0,885	0,921	0,831
JG-G-00-2-A	78,77	0,028	15,56	2,57	0,08	0,33	0,47	0,9	0,86	0,07	0,83	100,500	0,875	0,855	0,812
JG-G-00-2-B	75,35	0,555	9,47	9,83	0,17	1,62	0,33	0,44	1,7	0,1	1,11	100,700	0,845	0,475	0,791
JR-G-04-3	70,5	0,413	14,7	8,76	0,071	1,11	0,37	0,91	2,19	0,09	1,04	100,200	0,877	0,620	0,748
LGG-06-1	73,94	0,065	14,34	1,17	0,035	0,24	0,63	3,57	4,18	0,24	0,89	99,300	0,814	0,917	0,825
LGG-06-2	74,63	0,137	14,04	1,43	0,017	0,41	0,91	3,74	4,11	0,11	0,84	100,400	0,758	0,892	0,826
JR-G-05-1	63,14	0,283	19,42	3,52	0,067	1,21	2,37	8,85	0,11	0,11	1,24	100,300	0,724	0,816	0,726
(1) JR-00-2	58,27	1,33	12,77	18,79	0,285	2,18	0,7	0,57	2,04	0,38	1	98,310	0,886	0,401	0,647
(1) G-390	54,9	1,18	22,34	10,31	0,096	2,34	0,29	0,43	4,35	0,15	2,35	98,750	0,799	0,658	0,618
(1) G-390-P	54,47	0,88	15,1	19,59	0,379	2,95	0,45	0,26	3,84	0,19	0,56	98,660	0,857	0,423	0,604
(1) LGG-06-1	73,77	0,07	13,97	1,15	0,035	0,25	0,64	3,71	4,3	0,25	0,85	98,980	0,805	0,916	0,829

Taula 2. Anàlisi de la composició en elements majors de les roques intrusives leucocràtiques i les metapelites QSP del complex d'Osor. Aquests anàlisis ens serviran com a mètode comparatiu de la composició de les venes fèlsiques en les pelites gneissiques. Dades en % en pes. Fe expressat com a Fe₂O₃ total. JG-G-00-2-B, JR-G-04-3, (1) JR-00-2, (1) G-390, (1) G-390-P: Metapelites, banda QSP; LGG-06-1, LGG-06-2, (1) LGG-06-1: leucogranits del complex d'Osor; JR-G-05-1: Trondhjemitita d'El Pasteral; mostres amb caràcter comparatiu a JR-G-07-3-B i JG-G-00-2-A, pertanyents a les venes leucocràtiques que intrueixen les metapelites.

gahnita, etc.), les REE i altres elements de tipus “High field strength”. L'anàlisi es porta a terme amb les tècniques ICP- OES i ICP-MS, amb igual o major qualitat que la fluorescència de raigs X. El FeO ha estat determinat pel mètode de titració. Les anàlisis les han estat dutes a terme pels Laboratoris ACTLABS d'Ancaster (Ontario, Canadà).

Els gneisos metapelítics mostren valors similars en les composicions en Fe compresos entre $X_{Fe}=0,886-0,799$, valors superiors als dels leucogranits ($X_{Fe}=0,814-0,758$). La trondhjemitita en canvi obtenen valors molt inferiors a ambdós conjunts en Fe ($X_{Fe}=0,724$), però es troben enriquides en Al i lleugerament en Si ($X_{Al}=0,816$; $X_{Si}=0,726$) respecte a les metapelites, que presenten valors molt inferiors en aquests elements ($X_{Al}=0,658-0,401$; $X_{Si}=0,791-0,604$). Els leucogranits no obstant presenten composicions superiors tant en $X_{Al}=0,917-0,892$, com en $X_{Si}=0,829-0,825$, la qual es manté molt constant en les mostres de leucogranits.

Les metapelites tenen valors variables relativament baixos en K, diferenciant-se un grup enriquit en aquest element i en Fe total, que contrasta molt amb el contingut en Fe₂O₃ dels leucogranits i s'allunya encara més del Fe₂O₃ total en la trondhjemitita, on s'obté un valor similar al de les mostres estudiades. La proporció de Mg més gran es dona en el conjunt metapelític.

Les mostres JR-G-07-3-B i JR-G-00-2-A estan pendents de confirmar la seva naturalesa trondhjemitica. El seu contingut en Fe és de $X_{Fe}=0,885-0,875$, bastant superior al de la trondhjemitita d'El Pasteral, i similar al contingut en Fe del gneis pelític. D'altra banda el seu contingut en Al és de $X_{Al}=0,921-0,855$, prenent valors molt diferents entre ambdues mostres; aquest s'acosten molt al rang dels leucogranits en la mostra JR-G-07-3-B i al de la trondhjemitita en la mostra JR-G-00-2-A, el que indica que poden tenir una naturalesa diferent; això també ocorre amb els valors de MgO. Respecte al Si, s'obtenen valors de $X_{Si}=0,831-0,812$, valors

relativament alts que s'acosten al camp dels leucogranits en ambdues mostres que al de la trondhjemita. Aquestes dades ens aporten dos informacions principals: (1) la mostra JR-G-00-2-A comparteix força valors amb els assignats a les trondhjemites, mentre que la mostra JR-G-07-3-B s'acosta molt més a les raons dels leucogranits; (2) els valors que disten més del camp de les trondhjemites en la mostra JR-G-00-2-A, s'acosten lleugerament al dels leucogranits, pel que la mostra podria trobar-se en una zona composicionalment trondhjemítica que fos propera a la leucogranítica. Aquests valors s'han projectat en el diagrama Ab -An-Or (Barker, 1979) (Fig. 8). També s'han projectat les composicions d'altres roques que han patit processos semblants amb un caràcter comparatiu (Annex,1).

En el diagrama observem que la mostra JR-G-07-3-B cau en el camp dels granits i s'ubica en el nucli on es projecten la majoria dels leucogranits; d'altra banda, la mostra JR-G-00-2-A queda en el camp de les trondhjemites, tot i que una mica allunyada del nucli trondhjemític; aquest desplaçament orientat cap al camp dels granits suporta la teoria que tot i tenir una composició trondhjemítica, aquesta presenta certs caràcters leucogranítics. La presència de trondhjemita en les venes que intrueixen el complex indica que va tenir lloc una fusió hidratada .

6. Model químic d'equilibri

Les pseudoseccions P-T del model MnNCKFMASHTO s'han elaborat utilitzant el software PERPLEX (Connolly, 1990), en el càlcul de seccions iso-químiques mitjançant un algoritme d'optimització minimitzant l'energia lliure de Gibbs (Connolly & Petrini, 2002), corresponents a la composició del gneis semipelític d'Osor JR-00-2b. La base de dades termodinàmiques utilitzada en la modelització ha estat la base HP (Holland & Powell, 1998).

El model permet predir l'associació mineralògica en equilibri estable del metamorfisme a cada moment P-T. S'ha comparat amb les isopletes de tendències modals i composicionals dels diferents minerals de la roca (Annex, 3), per a confirmar la trajectòria progradant del metamorfisme del conjunt. Aquestes tendències modals són força coherents amb els resultats obtinguts en el model. El procés progradant patit pels gneisos s'estima que va tenir lloc a pressions de 5Kbar i temperatures de $660^{\circ}\text{C} \pm 40^{\circ}\text{C}$ (Reche & Martínez 2002), definint-se una associació mineral prèvia a la fusió de g-bi-sil-mu-pl-q-il -wt. En les mostres observades la moscovita es troba gairebé absent en la matriu del gneis, a l'igual que la plagiòclasi proposen que les condicions de temperatura han estat més elevades. La presència de plagiòclasi es dona doncs en les venes tonalítiques i la moscovita es suggereix que sigui possiblement moscovita secundària.

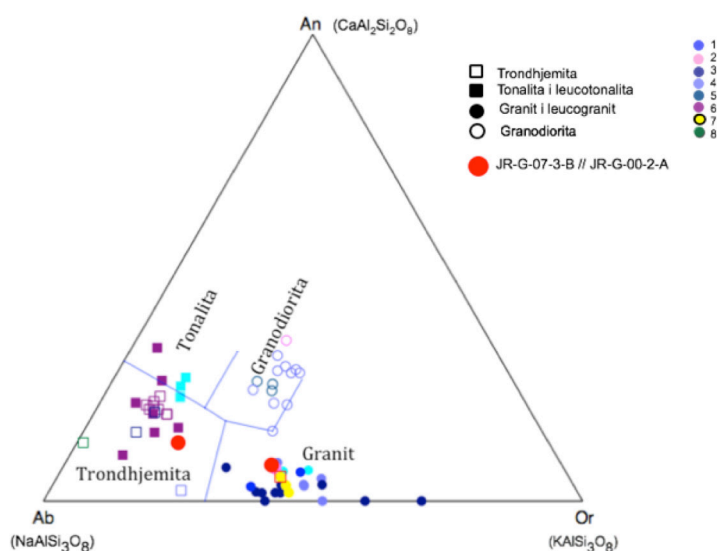


Fig. 8. Diagrama de classificació de feldspats Ab -An-Or de Barker (1979) per a tonalites, trondhjemites, granits i granodiorites. Codi colors per dades: (1) Himalayan leucogranites (Patiño et al.1998); (2) A811-12, A811-9 (Druguet et al. 2014); (3) MO90, MO78, MO59, MO34, MO35, MO33, MO55, MO82, MO58, MO77, MO46, MO45 (Sola et al. 2013); (4) 8-5, 12-1, 12-2, 13-1, 13-2, 13-3, 13-4, 14-1, 14-2, 14-3, 14-4, 19-1, 20-1, 20-2, 20-3, 20-4, 20-5 (Enrique 1990); (5) HB-2, HB-4, HB-5 (Siebel et al. 2012); (6) 58, 65, 67, 70, 69, 73, 84, 128, 155A, 149G-2, 124C, 146A, 144B, 154, 145A (Johnson et al. 2002); (7) LGG-06-1, LGG-06-2, (1) LGG-06-1; (8) JR-G-05-1; mostres amb caràcter comparatiu a JR-G-07-3-B i JR-G-00-2-A.

El procés progradant es testimonia en la zonació dels granats estudiada o en les textures reaccionals dels minerals (Bi-sil, Annex, 2, Fig. 1d) provocades per una desestabilització de la biotita (Fig. 9a, color taronja; Annex, 3). Segons el model, la cordierita, en condicions HT-LP apareixeria a temperatures més elevades que les que s'han establert per al conjunt. La presència d'aquest mineral en les mostres (Annex, 2, Fig.1), tant en la matriu com en les venes de tonalitoides proposa que el conjunt arriba a adquirir una major temperatura en el seu màxim metamòrfic, i probablement una pressió més elevada, d'acord amb les tendències modals establertes (Annex, 3). Podent-se arribar a una temperatura aproximada d'uns 1050K (780°C) i una pressió propera als 6Kbar, pel que es proposa una trajectòria del

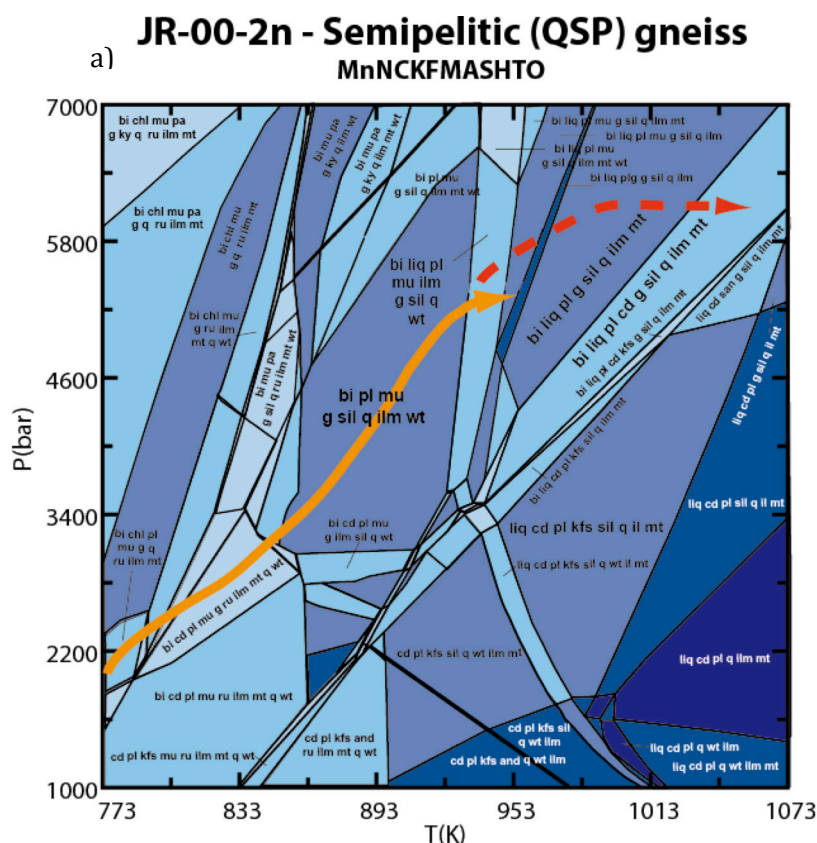
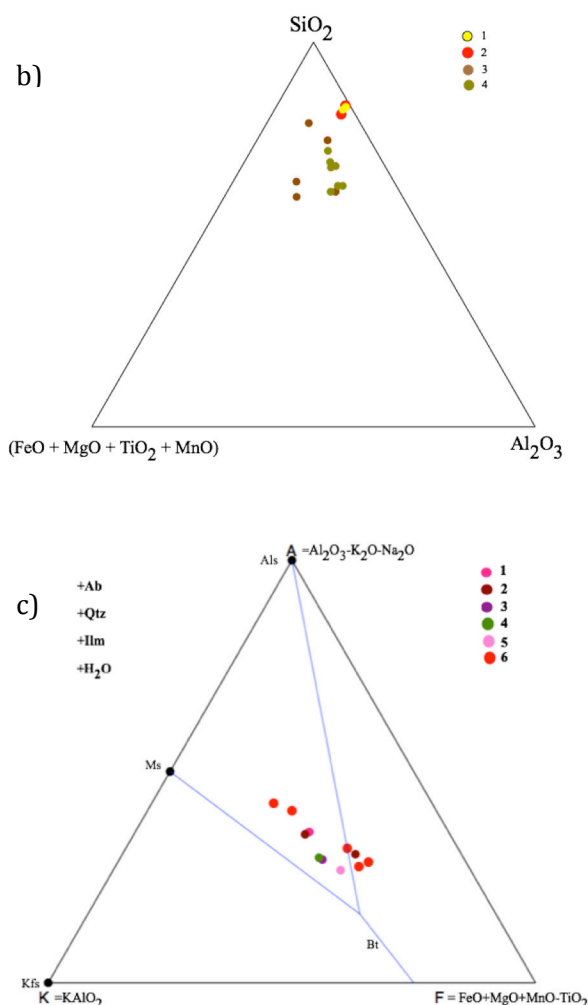


Fig. 9. (a) Model d'equilibri químic dels gneissos semipelítics d'Osor i trajectòria del metamorfisme (Annex,3). (b) Relació entre SiO_2 , Al_2O_3 i $\text{FM} = (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2 + \text{MnO})$ de la química de roca total entre diferents tipus de roca per a observar la trajectòria del metamorfisme. Codi de Colors: (1) Leucogranits de Susqueda; LGG-06-1, LGG-06-2, (1) LGG-06-1. (2) Trondhjemitita i leucogranit d'Osor; JR-G-00-2-A i JR-G-07-3-B. (3) Metapelites d'Osor: G-390, G-390-P, JR-G-00-2, JR-G-00-2-B, JR-G-04-3. (4) Micaesquistos de Susqueda (Riesco et al. 2004); G-241, G-245, Gi-95-4, G-297, G-268, 99-14f, 99-14b. S'observa com seria possible un metamorfisme afectant els micaesquistos, que a l'enriquir-se en FM, originés els gneissos d'Osor; Aquests, després d'una injecció de fluid podrien originar els leucogranits i trondhjemitites projectats. (c) Projecció AK(FM). En el diagrama es projecten composicions pelítiques comuns que cauen en el triangle delimitat per Ms i Als. (1) Avg-S: Pelita promig de mig-alt grau (Shaw 1956). (2) QSP: metapelita QSP d'Osor & KP: metapelita KP d'Osor (Reche & Martínez 2002). (3) Avg-SF: Pelita promig de baix grau (Symmes & Ferry 1992). (4) SE: Esquists de Susqueda (Reche & Martínez 2002). (5) Avg-A: Pelita amfibolita promig (Ague 1991). (6) JR-G-00-2, G-390, G-390-P, JR-G-00-2-B, JR-G-04-3: Metapelítiques d'Osor (Bandes gneissiques i esquistoses). Les composicions pelítiques promig de Symmes i Ferry (1992), Shaw (1956) i Ague (1991), es situen properes al vertex Bt dins aquesta àrea. La mostra KP (2) també cau en aquesta area, propera a les metapelites (1), (3), (5), mentre que la mostra QSP (2) cau fora del triangle de pelites comuns, estant empobrida en Al i K, i enriquides en F+M. Les mostres JR-G-04-3 i G-390 cauen properes a les metapelites promig, estant enriquides en K i Al vers les mostres JR-G-00-2, G-390-P i JR-G-00-2-B, es projecten fora del triangle promig, properes a la mostra QSP (2).



metamorfisme diferent la proposada per Reche & Martínez (2002), que es suggereix subestimada (color taronja), senyalada en vermell (Fig. 9a).

Els granats mostren tendències composicionals que encaixen força bé amb la tendència establerta. Al trobar-se en una matriu tan quarzítica i empobrida en certs elements, quan les condicions P-T comencen a variar és quan adquireixen aquesta tendència poc retrogradant intuïda en els perfils (Fig.7), i posterior a la trajectòria obtinguda progradant que s'interpreta dels anàlisis realitzats.

La trajectòria progradant del granat és observable en el seu gràfic d'isopletes de tendència modal (Annex, 3, Fig.4). S'observa un creixement inicial de cristalls que es dona fins a una temperatura aproximada de 620°C a una pressió de 5Kbar. En aquest punt el granat comença a veure's reduït, essent reabsorbit, fins que s'arriba a una temperatura d'uns 720°C, amb pressions superiors als 5Kbar estimats; a partir d'aquest punt, els cristalls de granat tornen a créixer, característica observable en les vores sub-idiomòrfiques que presenten alguns d'ells (Annex, 2, Fig.1a). L'aparició d'una nova generació de granats sub-idiomòrfics de menor mida en les venes trondhjemítics també suggereix una temperatura més elevada per al conjunt.

La trajectòria progradant P-T deduïda per als gneïsos del complex d'Osor és doncs, consistent amb la zonació trobada en els granats i amb les mineralitzacions presents.

7. Discussió i conclusió

En els gneïsos semipelítics del complex d'Osor s'observa una trajectòria progradant del metamorfisme, enregistrada per la zonació dels granats i per les associacions en equilibri que s'observen en el seu pic, establert en una pressió estimada de 5Kbar i una temperatura de 660°C±40°C segons el proposat per Reche & Martínez (2002)..

En aquest model teòric s'està assumint una fusió en equilibri que dona com a resultat una fosa granítica; aquest no pot simular la fusió hidratada que indica la presència de trondhjemites i tonalites, que va tenir lloc. Aquesta fosa alteraria la composició de la roca total, pel que és complicat obtenir un model que conjunti tots els valors i variables en una mateixa modelització.

La presència de venes de composició tonalítica i trondhjemita d'altra banda suggereix que s'estableixi un moment de fusió hidratada, d'acord amb els resultats obtinguts per Patiño & Harris (1998), observant-se característiques migmatítiques en l'encaixant. Aquestes probablement es van originar en un moment d'alta temperatura, quan la fosa es trobava amb una composició restítica. Aquesta és la que provoca l'aparició d'una nova generació de granats sub-idiomòrfics de menor mida i no visiblement afectats per processos deformatius.

En base a les observacions obtingudes de l'anàlisi dels granats i de les tendències modals dels minerals del gneïsos estudiat es proposa una nova trajectòria per al metamorfisme del complex metapelític d'Osor, que tindria el seu màxim en una pressió de 6Kbar i a uns 780°C. No obstant, la zonació present en els granats mostra que el metamorfisme va seguir tenint lloc, derivant-se en una trajectòria retrogradant, que podria ser abordada en un futur estudi.

8. Agraïments

Voldria agrair al meu tutor Joan Reche, pel seguiment i revisió del manuscrit, així com per la guia i ajuda que ha suposat per a la realització d'aquest treball. També vull agrair al servei de SEM de la UAB pels serveis prestats durant la realització dels anàlisis amb microsonda, i al Departament de Geologia de la UAB per permetre'm fer ús del seu servei de microscòpia, i per facilitar-me el material necessari per a la realització d'aquest projecte.

9. Referències

- Acosta- Virgili, A., Cesare, B., London, D., Morgan VI, G.B. (2007). Microstructures and composition of melt inclusions in a crustal anatexis environment, represented by metapelitic enclaves within El Hoyazo dacites, SE Spain. *Chemical Geology*, v.237, p. 450-465.
- Andersen, DJ., Lindsley, DH. (1988) Internally Consistent Solution Models for Fe-Mg-Mn-Ti Oxides - Fe-Ti Oxides. *American Mineralogist* v.73, p.714-726.
- Bartoli, O., Tajčmanová, L., Cesare, B. & Acosta-Virgili, A. (2013). Phase equilibria constraints on melting of stromatolitic migmatites from Ronda (S. Spain): insights on the formation of peritectic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, v.31, p.775-789.
- Cesare, B., Ferrero, S., Salvioli-Mariani, E., Pedron, D. & Cavallo, A. (2009). Nanogranite and glassy inclusions: the anatexis melt in migmatites and granulites. *Geology*, v. 37, p.627-630.
- Cesare, B., Ferrero, S., Salvioli-Mariani, E., Pedron, D. & Cavallo, A. (2009). "Nanogranite" and glassy inclusions: The anatexis melt in migmatites and granulites. *Geological Society of America*, v.37 (7), p.627-630.
- Cesare, B., Acosta-Virgili, A., Ferrero, S. & Bartoli, O. (2011). Melt inclusions in migmatites and granulites. *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, v.38, paper 2.
- Cesare, B., Ferrero, S., Salvioli-Mariani, E., Pedron, D., Cavallo, A., Groppo, C. & Battiston, S. (2012). Microstructures of melt inclusions in anatexis metasedimentary rocks. *Journal of metamorphic Geology*, v.30, p. 303-322.
- Coggon, R., Holland, TJB. (2002) Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology* v.20, p. 683-696.
- Connolly, JAD. (1990) Multivariable phase-diagrams- an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* v. 290, p.666-718.
- Connolly, JAD., Petrini, K. (2002). An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *Journal of Metamorphic Petrology*, v. 20 p.697-708.
- Corfu, F., Gasser, D., Chew, D.M. (2014). New perspectives on the Caledonides of Scandinavia and related areas. *Geological Society of London*, 718 pags.
- Druguet, E., Castro, A., Chichorro, M., Pereira, M.F. & Fernández, C. (2014). Zircon geochronology of intrusive rocks from Cap de Creus, Eastern Pyrenees. *Cambridge journals; Geology magazine* in press.
- Enrique, P. (1990). The Hercynian intrusive rocks of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Acta geológica hispánica*, v.25, nº 1-2, p.39-64.
- Holland, T., Powell, R. (1996) Thermodynamics of order-disorder in minerals. 2. Symmetric formalism applied to solid solutions. *American Mineralogist* v.81, p.1425-1437.
- Holland, T., Baker J.Powell, R. (1998) Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *European Journal of Mineralogy*, v.10, p. 395-406.
- Holland, T., B. J. Powell, R. (1998) An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* v.16, p.309-343.
- Holland, T., Powell, R. (2001) Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology* v.42, p. 673-683.
- Johnson, K., Barnes, C.G. & Browning, J.M. (2002). Petrology of iron-rich magmatic segregations associated with strongly peraluminous trondhjemite in the Cornucopia stock, northeastern Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 142 (5) p. 564 – 581.
- Julivert, M. & Duran, H. (1990). Paleozoic stratigraphy of the Central and Northern part of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain). *Acta geológica Hispánica*, v.25 (1-2), p. 3-12.
- Julivert, M. & Duran, H. (1990). The Hercynian structure of the Catalan Coastal Ranges. *Acta geológica Hispánica*, v.25 (1-2), p. 13-21.
- Kriegsman, L.M. (2001). Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatexis migmatites. *LITHOS*, v.56, p. 75-96.
- Masoudi, F., Mehrabi, B. & Mahmoudi, Sh. (2006). Garnet (Almandine-Spessartine) Growth Zoning and its application to Constrain metamorphic history in Dehsalm Complex, Iran. *Journal of Sciences, Islamic republic of Iran*, v.17 (3), p.235-244

- Newton, RC., Charlu, TV., Kleppa, OJ. (1980) Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochemica Cosmochimica Acta* v.44, p. 933-941
- Otamendi, J.E. & Patiño, E. (2001). Partial melting of Aluminous Metagreywacke in the Northern Sierra de Comechingones, Central Argentina. *Journal of Petrology*, v.42 (9), pags. 1751-1772.
- Patiño Douce, A. E. & Harris, N. (1998). Experimental Constraints on Himalayan Anatexis. *Journal of Petrology*, v.39 (4), 689-710
- Reche, J. & Martínez, F.J. (2002). Evolution of bulk composition, mineralogy, strain style and fluid flow during an HT-LP metamorphic event: sillimanite zone of the Catalan Coastal Ranges Variscan basement, NE Iberia. *Tectonophysics* v.348, p.111-134.
- Riesco, M., Stüwe, K., Reche, J. & Martínez, F. (2004). Silica depleted melting of pelites. Petrogenetic grid and application to the Susqueda Aureole, Spain. *Journal of Metamorphic Geology*, v.22 (5), p.475-494.
- Sebastian, A., Reche, J., Duran, H. (1990). Hercynian metamorphism in the Catalanian coastal ranges. *Acta Geologica Hispanica* v.25, p.31– 38.
- Siebel, W., Eroglu, S., Shang, C.K., Rohrmüller, J. (2012). Zircon geochronology, elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Variscan granitoids from the Odenwald-Spessart crystalline. *Mineralogy and Petrology*, v.105 (3-4) p.187-200.
- Sigler, J. T. (2008). The Metamorphic and structural evolution of the Davis Peak area, Northern Park Range, Colorado. *ProQuest UMI Dissertations Publishing*, 275 pags.
- Sola, A.M., Becchio, R.A., Pimentel, M.M. (2013). Petrogenesis of migmatites and leucogranites from Sierra de Molinos, Salta, Northwest Argentina: A petrologic and geochemical study. *LITHOS*, v. 177, p. 470-491.
- Tajcmanová, L., Connolly, JAD., Cesare, B. (2009) A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *Journal of Metamorphic Geology* v.27, p.153-164.
- Tirone, M. & Ganguly, J. (2010). Garnet compositions as recorders of P-T-t history of metamorphic rocks. *International Association for Gondwana Research*, in press.
- Waldbaum, DR., Thompson, JB. (1968) Mixing Properties Of Sanidine Crystalline Solutions .2. Calculations Based On Volume Data. *American Mineralogist*, v.53, p. 2000-?
- White, RW., Powell, R., Holland, TJB., Worley, BA. (2000) The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology* v.18, p.497-511.
- White, RW., Powell, R., Holland, TJB. (2001) Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology* v.19, p.139-153.
- White, R.W. & Powell, R. (2002). Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of metamorphic Geology*, v.20, p.621- 632.
- White, R.W., Powell, R. & Halpin, J.A. (2004). Spatially-focussed melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphics Geology*, v. 22, p. 825- 845.
- White, R.W. & Powell, R. (2010). Retrograde melt-residue interaction and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology*, v.28, p. 579-597.